DOI:10.5846/stxb201611012223
宫鹏, 姚晓军, 孙美平,安丽娜, 李晓锋.1967—2014 年科西河流域冰湖时空变化.生态学报,2017,37(24):8422-8432.
Gong P, Yao X J, Sun M P, An L N, Li X F.Spatial-temporal variations of glacial lakes in the Koshi River basin from 1967 to 2014.Acta Ecologica Sinica, 2017,37(24):8422-8432.

1967—2014 年科西河流域冰湖时空变化

宫 鹏[1], 姚晓军[1,2,*], 孙美平[1,2],安丽娜[1], 李晓锋[1]
1 西北师范大学 地理与环境科学学院,兰州 730070
2 中国科学院西北生态环境资源研究院, 冰冻圈科学国家重点实验室,兰州 730000

摘要:冰湖是高山寒区气候变化的灵敏指示器和诱发山地溃决洪水或泥石流的灾害源。基于 1960s—2010s 多源遥感影像数据(Corona、Landsat MSS/TM/ETM+OLI)、地形图、冰川编目和气象数据,利用 RS 和 GIS 技术综合分析科西河流域近 50 年冰湖($\geqslant$0.05 km^2)时空变化特征及其对冰川变化影响。研究结果表明:(1)近 50 年来科西河流域冰湖整体经历了“先平稳后扩张”的过程,其中 1960s 至 1980s 初期,科西河流域有 37 个冰湖消失,但总面积趋于平稳状态;1980s 中期至 2010s 初期,流域内冰湖规模迅速扩张,且 2000s 之后冰湖扩张速率明显加快,至 2010s 初期增加为 321 个冰湖(88.43 km^2)。(2)科西河流域冰湖集中分布于海拔 5000—5500 m,面积小于 0.25 km^{2}的小规模冰湖占总数量的 74.45%,而面积大于 1 km^{2}和介于 0.05—0.25 km^{2}的冰湖占总面积的 64.18%。(3)除利库科拉(Likhu Khola)流域外,科西河流域其他 5 个子流域冰湖均呈扩张趋势,其中尤以阿润(Arun)流域冰湖扩张最为显著。(4)气候变暖及其引发的冰川退缩是科西河流域冰湖扩张的根本原因,当冰川末端伸入冰湖时,冰水物质与能量交换在一定程度上加速了冰川消融与退缩。

关键词:冰湖;冰川;遥感;科西河;青藏高原

Spatial-temporal variations of glacial lakes in the Koshi River basin from 1967 to 2014

GONG Peng[1], YAO Xiaojun[1,2,*], SUN Meiping[1,2], AN Lina[1], LI Xiaofeng[1]
1 *College of Geography and Environment Science, Northwest Normal University, Lanzhou* 730070, *China*
2 *State Key Laboratory of Cryosphere Sciences, Northwest Institute of Eco-Environment and Resources, Chinese Academy of Sciences, Lanzhou* 730000, *China*

Abstract: Glacial lakes play an extremely important role in the fragile plateau eco-environment because they are sensitive indicators of climate change in alpine cold areas and can be a source for mountain outburst flood or cause mudflow disaster. Based on multi-source remote sensing image data (Corona, Landsat MSS/TM/ETM+/OLI) from the 1960s to 2010s, topographic maps in the 1970s, glacier inventory and meteorological data, we performed a comprehensive assessment of the spatial-temporal variations of glacial lakes ($\geqslant$0.05 km^2) in the Koshi River basin and examined their influence on glacier changes. The major results of these studies are as follows. First, the area of glacial lakes in the Koshi River basin remained constant between the 1960s to the early 1980s before rapidly expanding between the mid-1980s and early 2000s. The most rapid expansion was observed after the 2000s. Second, the lakes were centrally distributed in altitude band of 5000—5500 m in this river basin. Glacial lakes with an area of 0.05—0.25 km^2 constituted the highest proportion of lakes (74.45%), and the largest area was covered by 0.05—0.25 km^2 and above 1 km^2 lakes (64.18%). Third, the glacial lakes in each sub-catchment of the Koshi River exhibited a trend of expansion, with the exception of the Likhu Khola basin. Furthermore, there were significant changes in the areas of glacial lakes in the Arun basin. Climate warming and glacial retreat are the

基金项目:国家自然科学基金项目(41261016); 中国科学院冰冻圈科学国家重点实验室开放基金项目(SKLCS-OP-2016-10)
收稿日期:2016-11-01; **网络出版日期**:2017-08-15
* 通讯作者 Corresponding author.E-mail: yaoxj_nwnu@163.com

main causes of glacial lake expansion in the Koshi River basin. Furthermore, when the terminus of a glacier extends into a glacial lake, there is a significant exchange of matter and energy. We infer that this may accelerate ice melting and the consequent glacier retreat.

Key Words: glacial lake; glacier; remote sensing; Koshi River; Tibetan Plateau

冰湖是末次冰期以来冰川运动或退缩产生的融水在冰川表面、前部或侧部汇集形成的湖泊[1-2]。冰湖的形成、变化和溃决与气候变化密切相关,能忠实地记录不同时空尺度下的气候变化,是揭示全球气候变化与区域响应的重要信息载体和指示器[3-5]。冰湖作为山地水资源的重要组成部分,具有调节流域内河川径流、改善生态环境、维护生物多样性以及旅游观光等功能。同时,由冰湖溃堤而引发的冰湖溃决洪水(或泥石流)往往对下游基础设施和人民生命财产造成严重的危害,已成为山地灾害的主要类型之一[6]。兴都库什—喜马拉雅山地区是全球冰湖主要发育地区[7],也是冰湖溃决洪水(或泥石流)灾害多发区[8-12],其中尤以喜马拉雅山中段(纳木那尼—绰莫拉日)最为严重[13-14]。在气候变暖背景下,开展冰湖资源调查和冰湖潜在危险性评价,既是深入探讨冰冻圈与气候变化关系的重要组成部分,也是制定区域冰湖溃决洪水防灾减灾措施的必要环节,已引起国际学术界和政府部门的高度关注。

科西河是喜马拉雅山中段地区横跨中国和尼泊尔两国的国际性河流,历史上在该流域曾发生多次冰湖溃决洪水(或泥石流)事件。据姚晓军等[15]的研究,自 20 世纪 30 年代以来科西河流域我国境内就有 8 个冰湖发生过多次溃决,其中造成严重危害的冰湖有次仁玛错、印达普错和吉莱错。该流域尼泊尔境内亦有多个冰湖发生过溃决,如 1985 年 8 月 4 日溃决的冰川湖(Dig Tsho)造成 14 座桥梁、30 间房屋和 1 个水电站被毁[16]。2015 年 4 月 25 日,尼泊尔博克拉地区发生 8.1 级地震,我国西藏自治区、尼泊尔和印度等地区均出现人员伤亡,建筑物和道路等基础设施亦受到严重损毁。据 Kargel 等[17]对灾区 491 个冰湖的多源遥感影像对比分析,发现此次强震并没有造成明显的冰湖溃决洪水灾害,仅有 9 个冰湖因滑坡或雪(冰)崩入湖而导致少量的湖水外溢。然而,正如 Kargel 等人所指出的,未来当该区域发生更大震级的地震或震源靠近冰湖分布区时,发生严重冰湖溃决洪水灾害的可能性依然存在。除地震外,雪(冰)崩、强降水、冰川强烈消融、冰碛坝内死冰消融等亦是引发冰湖溃决的诱因[6,18]。基于 CMIP5 GCMs 的评估结果显示,到本世纪中叶科西河流域高山区降水和气温均呈上升趋势[19],这将使冰湖朝着规模扩大、溃决风险增加方向发展。本文旨在通过对科西河流域冰湖的长时间尺度多期编目工作,一方面系统分析近 50 年该流域冰湖时空变化特征,另一方面为未来冰湖数据更新提供基础数据集,从而为科西河流域冰湖危险性评估和冰湖溃决洪水(或泥石流)灾害制图提供数据支撑。

1 研究区概况

科西河流域位于喜马拉雅山中段(26°51′25″—29°08′16″N,85°23′17″—88°56′47″E),北至雅鲁藏布江南部,南到尼泊尔与印度交界处,西临加德满都,东达中、尼、印三国接壤地区(图 1)。流域东西长 340 km,南北宽 230 km,总面积约 5.5×10^4 km^2,位于中国和尼泊尔境内的面积分别占流域总面积的 51.96%和 48.04%。受地质构造影响,科西河流域地势整体呈北高南低态势,海拔落差极大。流域内分布着多座海拔 8000 m 以上山峰,如珠穆朗玛峰、卓奥友峰、马卡鲁峰和希夏邦马峰等,并围绕这些山峰发育了数量众多的冰川和冰湖。流域内水系发达,自西向东主要有印德拉瓦迪(Indrawati)、孙科西(Sun Koshi)、绒辖曲(Tama Koshi)、利库科拉(Likhu Khola)、牛奶河(Dudh Koshi)、阿润(Arun)和塔木尔(Tamor)等河流。流域气候主要受印度季风和西风环流影响,并呈现明显季节性变化特征,由于喜马拉雅山对来自南亚暖湿气流的屏障作用,南北坡气候差异显著,自南向北依次分布着热带、亚热带、温带、亚高山带、高山带和喜马拉雅山过渡带[20]。据统计,科西河流域人口共 450.04 万,尼泊尔和中国境内人口各有 434.59 万和 15.45 万,分别占流域总人口的 96.57%和 3.43%[20]。

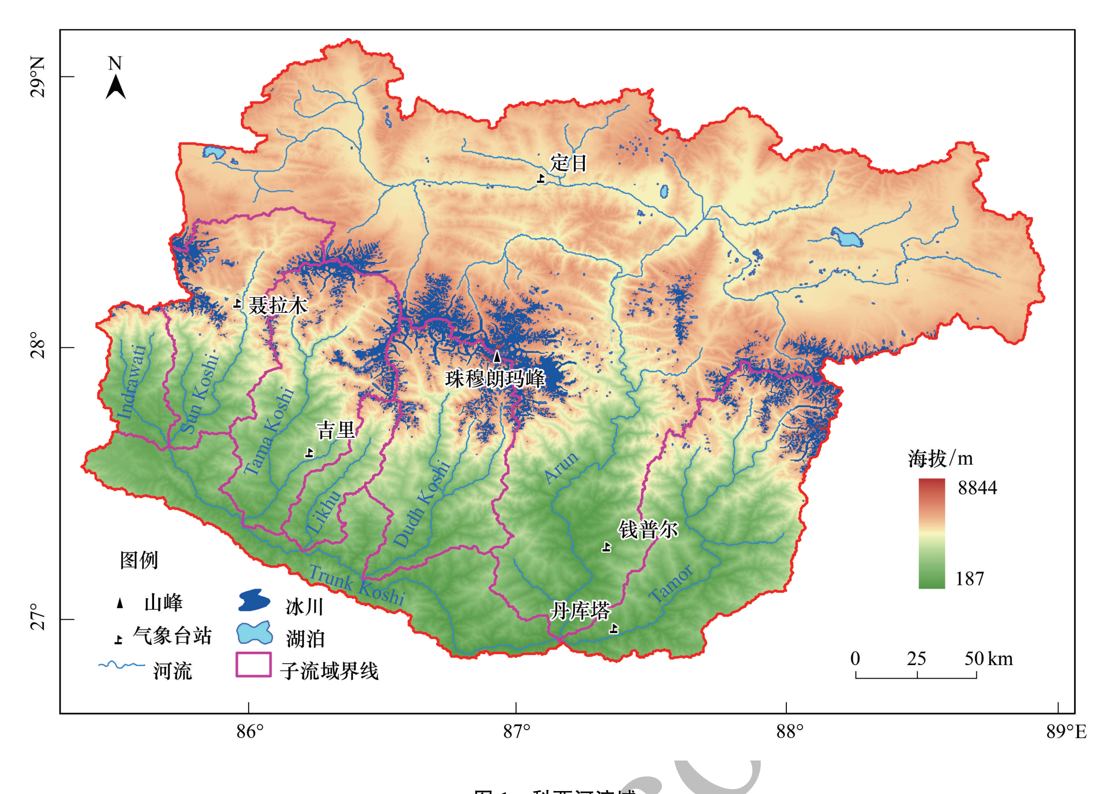


图 1 科西河流域

Fig.1 Koshi River basin

2 数据与方法

2.1 数据源

为获取科西河流域不同年代的冰湖数据,本研究选用的遥感影像数据源主要包括 USGS/NASA(http://earthexplorer.usgs.gov)提供的 14 景 Corona 卫星影像和 56 景 Landsat MSS/TM/ETM+/OLI 遥感影像、中国人民解放军总参谋部测绘局编制的 93 幅 1:5 万和 1:10 万地形图。其中,Corona 卫星影像成像时间集中在 1960s,Landsat MSS/TM/ETM+遥感影像时间分布在 1970s、1980s、1990s、2000s,Landsat OLI 遥感影像则反映了 2013 年以来该流域冰湖状况。受遥感影像空间分辨率限制,按 Landsat MSS 影像空间分辨率计算,0.0036 km^2是像元解译的理论阈值,因此本研究仅考虑面积≥0.05 km^2的冰湖。

本研究选用定日(Tingri)、聂拉木(Nyalam)、吉里(Jiri),钱普尔(Chainpur)和丹库塔(Dhankuta)5 个气象站资料作为科西河流域气候变化背景参考依据,其中定日(Tingri)和聂拉木(Nyalam)台站资料从中国气象数据网(http://data.cma.cn)获取,其他 3 个气象站数据来自于文献[21]。此外,本文所用的数字高程模型(DEM)数据为 ASTER GDEM V1.0,空间分辨率为 30 m,从中国科学院计算机网络信息中心地理空间数据云(http://www.gscloud.cn)下载获得。研究区两期冰川编目数据从科技部科技基础性工作专项“中国冰川资源及其变化调查”项目组和国际山地中心(ICIMOD)获取[22]。

2.2 研究方法

目前国内外已有不少基于遥感影像自动提取湖泊轮廓的方法,如归一化水体指数法、波段比值法、“全局-局部”分步迭代水体信息提取法等[23-24],但这些方法通常对遥感影像质量要求较高,且后期处理工作量较大。由于冰湖存在一定的季节性变化,一年之内最稳定时段为 9—12 月[25],且少量影像(Landsat ETM+)局部存在坏带,需要以其他影像作为补充并通过交叉检验解译方能获取精度较高的湖泊信息;此外,本研究所涉及的 Corona 卫星影像为全色成像[26],而目前已有的自动解译都基于多光谱影像,无法进行自动解译。因此,各期数据均采用人工目视解译,解译精度控制在 1 个像元以内。

本文利用定日和聂拉木 2 个气象台站观测资料计算潜在蒸发量,以此作为表征研究区冰湖湖面蒸发量变化趋势参考。潜在蒸散发是指在供水充分条件下的区域蒸散发能力,本文采用联合国粮农组织推荐的彭曼公式(Penman-Monteith)计算潜在蒸发量。根据前人研究,在有相关气象观测记录条件下该公式可较准确估算湖泊水面蒸发量[27-28],具体公式如下:

$$E_p = \frac{\Delta}{\Delta + \gamma}(R_n + A_h) + \frac{\Delta}{\Delta + \gamma} \cdot \frac{6.43(1 + 0.536U_2)D}{\lambda} \tag{3}$$

式中, $\Delta = \frac{4098e_s}{(237.3 + T)^2}$ (kPa/°C), $e_s = 0.6108\exp(\frac{17.27T}{237.3 + T})$ (kPa), $\gamma = 0.0016286\frac{P}{\lambda}$ (kPa/°C), $\lambda = 2.501 - 0.002361T_s$ (kPa/°C), $D = e_s - e$, $A_h = \rho_w C_w(q_i - q_0 T_0 + PT_p)$;其中 Δ 为饱和水汽压梯度, e_s 为饱和水汽压, λ 为水的蒸发潜热, D 为蒸汽压差, U_2 为离地 2 m 处风速。

3　结果

3.1　科西河流域冰湖现状及变化总趋势

经人工目视解译获得科西河流域 1960s、1970s、1980s、1990s、2000s 和 2010s 的 6 期冰湖矢量数据集,据 2010s 冰湖数据统计,科西河流域共有冰湖 321 个,总面积为 88.43 km²,平均面积为 0.28 km²。其中中国境内冰湖数量为 227 个,总面积 67.76 km²;尼泊尔境内为 94 个,总面积 20.66 km²。流域内面积最大的冰湖为噶龙错(28°19′12″N, 85°50′25″E),面积为 4.89 km²;其次是阴热错(4.59 km²)、错朗玛(3.72 km²)和共错(2.30 km²),这 4 个冰湖均位于我国境内,其他冰湖面积均小于 2.00 km²。尼泊尔境内面积大于 1.00 km²的冰湖共有 4 个,分别为 Tsho Rolpa Lake(1.53 km²)、Lower Barun(1.52 km²)、Imja Lake(1.79 km²)和 Limding Tsho(1.02 km²)。流域冰湖规模分布具有数量以面积小于 0.25 km²的小冰湖(占总数量的 74.45%)为主,面积则以大于 1 km²和介于 0.05—0.25 km²的冰湖(占总面积的 64.18%)为主的特征。从各子流域冰湖分布来看,阿润(Arun)流域冰湖数量最多(178 个),面积也最大(46.28 km²),分别占流域冰湖相应总量的 55.45%和 52.34%。

由 1960s—2010s 科西河流域冰湖数量与面积变化(图 2)可知,该流域冰湖总体经历了“先平稳后扩张”的过程,2000s 后冰湖变化特征与王欣和高晓等人的研究基本一致[29-30]。具体而言,1960s 至 1980s 期间科西河流域冰湖处于平稳状态。冰湖总面积在 1970s 略有上升,增幅为 1.03 km²(1.74%),但至 1980s 期间冰湖总面积降为 59.29 km²(1.40%);冰湖总数量显著减少,到 1980s 期间消失冰湖数量占冰湖总数量的 13.65%(37 个),这与远离冰川的小规模冰湖因缺乏冰川融水补给消失有关,而流域内冰湖“数量大规模小”使该特征更显著。1980s 至 2000s 末期,冰湖处于迅速扩张状态,冰湖总数量增加为 266 个,总面积骤增至 74.92 km²,增幅为 15.63 km²(26.36%),冰湖面积平均扩张速率为 0.78 km²/a;2000s 之后,冰湖继续呈现扩张趋势且扩张速率有所增大,冰湖总数量增至 321 个(20.68%),总面积扩大为 88.43 km²(13.51%),冰湖面积平均扩张速率为 1.35 km²/a。

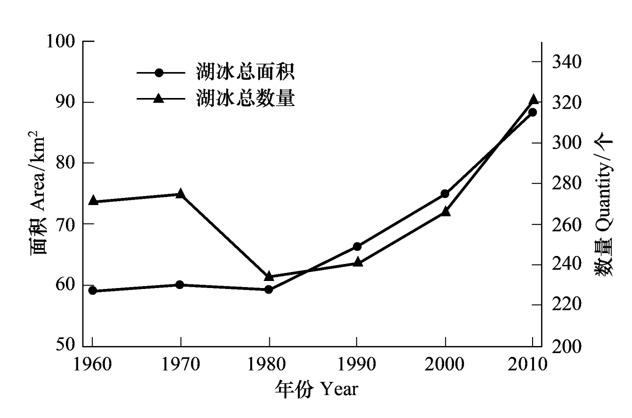


图 2　1960s—2010s 科西河流域冰湖数量与面积变化

Fig.2　The number and area variation of glacial lakes in Koshi River basin during 1960s—2010s

对比前人研究成果可以发现,不同学者关于科西河流域冰湖变化结果不尽一致,如 Wang 等[31]认为 2000—2010 年间科西河流域冰湖变化呈现“数量减少面积增加”趋势,而高晓等[30]的研究结果则表现为冰湖数量与面积均呈增加趋势。尽管二者对 2000 年科西河流域冰湖解译所用的遥感影像基本一致,但结果亦差

异很大,如 Wang 等[31]认为科西河流域有 1680 个,高晓等[30]的结果则显示为 1228 个,这意味着二者对冰湖的界定或解译标志存在着不一致。同时,Wang 等[31]研究表明 2000/2001—2009/2010 年期间科西河流域冰湖数量由 1680 个骤减为 1203 个,在短短的 10 年内如此多的冰湖消失值得商榷。在喜马拉雅山地区,即使冰湖发生溃决,当坝体溃口深度高于冰湖最低水位时,冰湖面积往往略有减少甚至会出现增加(当冰川末端处于持续退缩),很少出现湖水完全泄空这种情况。由于本研究仅涉及面积大于 0.05 km^2 的冰湖,对比可知 2000 年以后科西河流域冰湖变化呈现“数量少量增加、面积大幅增加”态势,即与高晓等人[30]的结果基本一致。

3.2 科西河流域不同规模冰湖变化特征

图 3 为 1960s—2010s 科西河流域不同规模冰湖面积与数量变化情况。由图可知,1960s—1980s 期间除面积介于 0.50—0.75 km^2 和面积大于 1.00 km^2 的冰湖外,其他各规模等级冰湖总面积和总数量均呈下降趋势。值得关注的是,1970s 期间面积介于 0.05—0.25 km^2 的冰湖增加 8 个(3.77%),总面积出现峰值(25.08 km^2)且增幅为 1.7 km^2(7.27%),分析发现冰川退缩后末端发育了新的冰湖。此外,对 0.50—0.75 km^2 规模等级冰湖变化分析发现,其面积和数量增加的主要原因是面积介于 0.75—1.00 km^2 冰湖萎缩导致其被划归为低一等级所致,如印达普错的面积由 0.91 km^2 减少为 0.59 km^2,囊嘎玛湖则由 0.84 km^2 萎缩为 0.59 km^2。其次,少量面积介于 0.25—0.50 km^2 的冰湖扩张导致面积增加亦被划归到 0.50—0.75 km^2 规模等级,这也导致后一规模等级冰湖数量与面积增加,如龙巴萨巴湖面积由 0.37 km^2 增加为 0.54 km^2,皮达湖则由 0.49 km^2 扩张为 0.55 km^2。对面积大于 1.00 km^2 的冰湖变化分析发现,其总面积和数量变化仍是由于冰湖面积变化使其划分等级改变所致,如曲吉玛湖面积由 0.79 km^2 增加为 1.35 km^2,俄玛讲松面积由 0.82 km^2 增加为 1.17 km^2。总体而言,尽管 1960s—1980s 期间科西河流域不同规模等级冰湖数量与面积有所变化,但整体处于平稳状态。

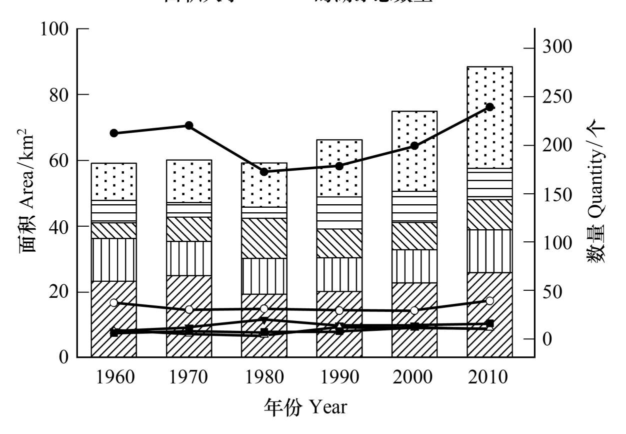


图 3 1960s—2010s 科西河流域不同规模冰湖面积与数量变化

Fig.3 The number and area variation of different-sized glacial lakes in Koshi River basin during 1960s—2010s

1980s—2000s 期间,科西河流域除面积介于 0.25—0.50 km^2 和面积介于 0.50—0.75 km^2 两个规模等级冰湖面积和数量有所减少外,其余各规模等级冰湖面积和数量均呈增加趋势。其中,面积介于 0.50—0.75 km^2 冰湖数量与面积减少原因是冰湖扩张导致其划归至更大规模等级,如龙巴萨巴湖面积增加为 1.15 km^2,邦当错为 0.84 km^2,皮达湖为 0.77 km^2。此外,少数面积介于 0.25—0.50 km^2 的冰湖因扩张而被统计到 0.50—0.75 km^2 规模等级,如 N2801E8826(未命名冰湖,以其质心十进制坐标值乘以 100 表示,N 表示北纬,E 表示东经,下同)和 N2840E8638 两个湖泊面积分别由 0.26 km^2、0.35 km^2 增加为 0.58 km^2 和 0.77 km^2,但这些增加的冰湖面积和数量均小于面积介于 0.50—0.75 km^2 冰湖自身的变化,这也直接导致 0.25—0.50 km^2 规模等级冰湖数量与面积的减少。2000s 年以后,科西河流域各规模等级的冰湖均呈扩张趋势,尤以面积小于 0.25 km^2 和大于 1.00 km^2 两个规模等级冰湖变化最为显著,如前者由 22.90 km^2(199 个)增加为 25.90 km^2(239 个),后者由 24.23 km^2(13 个)增加为 30.85 km^2(16 个)。

3.3 科西河流域不同海拔高度冰湖变化特征

从冰湖所在的海拔来看,科西河流域冰湖数量和面积随海拔递增且呈负偏态分布,并在 5000—5500 m 处达到峰值。图 4 反映了近 50 年科西河流域不同海拔冰湖面积和数量变化情况。显然,海拔小于 4000 m 的冰

湖数量和面积最小,处于相对平稳状态。海拔介于 4000—4500 m 的冰湖总面积在 1960s—1990s 期间逐步减少至 3.19 km^2,其减少幅度为 1.32 km^2(29.27%),1990s—2000s 期间持续增加,增幅为 0.57 km^2(17.87%),2000s 以后面积显著增加,增幅为 1.04 km^2(27.66%),其总数量在 1980s 减至最少 23 个,减少幅度为 40.03%,1980s 后持续增加,至 2010s 初为 35 个。综上可知,海拔小于 4500 m 的冰湖总面积变化相对总数量变化滞后,这与冰湖距冰川较远而受冰川变化直接影响较小有关。

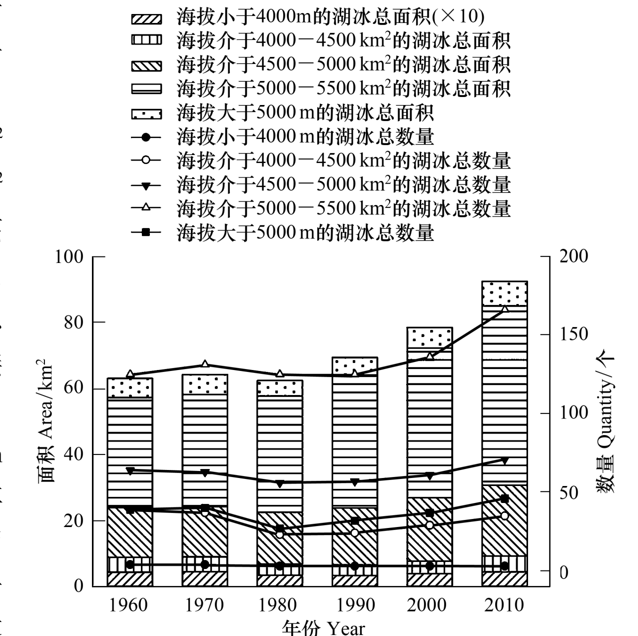


图 4　1960s—2010s 科西河流域不同海拔冰湖面积与数量变化

Fig.4　The number and area variation of glacial lakes in different elevation in Koshi River basin during 1960s—2010s

海拔介于 4500—5000 m 和海拔介于 5000—5500 m 的冰湖在 1960s—1980s 期间冰湖总面积持续增加,其增幅分别为 0.58 km^2(3.8%)和 1.91 km^2(5.7%),抵消了部分其他海拔冰湖面积的减少量,使冰湖总面积趋于平稳状态,这与该时期科西河流域降水量增加和潜在蒸散发减小密切相关[27];1980s—2000s 期间冰湖总面积显著增加,其增幅分别为 3.51 km^2(22.44%)和 10.15 km^2(28.8%),平均增长速率分别为 0.18 km^2/a 和 0.51 km^2/a,总数量增幅分别为 5 个(8.9%)和 11 个(8.8%);2000s 以后冰湖迅速扩张,总数量分别增加为 71 个和 166 个,其面积增长速率分别为 0.23 km^2/a 和 0.89 km^2/a。海拔大于 5500 m 的冰湖在 1960s—1980s 期间显著萎缩,总数量减少幅度为 12 个(30.77%),总面积减少幅度为 1.05 km^2(18.22%),萎缩速率为 0.05 km^2/a;1980s—2000s 期间迅速增加为 6.22 km^2(37 个),其面积增加速率为 0.08 km^2/a,2000s 以后增加更迅速,面积增加速率为 0.12 km^2/a。这表明随冰川退缩冰湖整体具有向高海拔扩张的趋势,且海拔大于 5500 m 冰湖对气候变化敏感性较高,具有较强的指示作用。此外,该区冰川末端海拔趋于正态分布且集中分布于海拔 4500—6000 m 之间,这与该区海拔介于 4500—5500 m 的冰湖变化最为显著相一致,即冰川退缩是造成科西河流域冰湖形成与演变的直接原因。

3.4　科西河流域不同子流域冰湖变化趋势

表 1 列出了 1960s 和 2010s 两个时期科西河各子流域冰湖面积和数量及相应的变化。显然,除利库科拉(Likhu Khola)流域冰湖数量和面积均有所减少外,其余 5 个子流域的冰湖面积均呈增加趋势。就拥有冰湖数量和面积最多(大)的阿润(Arun)流域而言,尽管 50 年间有 17 个冰湖消失,但新生成冰湖 33 个,且后者面积大于前者,加之未消失冰湖自身规模扩张,冰湖总面积增幅高达 9.70 km^2(26.52%),为科西河 5 个子流域冰湖变化之最。孙科西(Sun Koshi)流域冰湖面积增幅位居第 2,冰湖消失与新生数量相同使其总数无变化。绒辖曲(Tama Koshi)流域 1960s 时期冰湖数量和面积均大于牛奶河(Dudh Koshi)流域,但至 2010s 后者超过前者,原因在于牛奶河(Dudh Koshi)流域新生冰湖数量和面积均远超绒辖曲(Tama Koshi)流域。塔木尔(Tamor)流域因新生冰湖面积(1.48 km^2)大于消失冰湖面积(0.61 km^2),导致该流域冰湖总面积亦呈增加趋势,但如不考虑新生与消失冰湖面积变化,则该流域冰湖基本处于稳定状态。

3.5　科西河流域冰湖空间变化特征

为进一步分析冰湖变化过程,以 2010s 冰湖面积作为参考,对 1960s—2010s 各冰湖面积变化分析发现,并非所有冰湖面积均呈增加趋势或先减少后增加趋势,而是在空间分布上存在显著差异性。根据冰湖面积在近 50 年间的变化情况可分为以下 9 类:面积波动强烈、面积增加、面积减少、面积先增加后减少再增加、面积先增加后减少、面积先减少后增加再减少、面积先减少后增加、消失冰湖和新生冰湖。

表 1 科西河各子流域冰湖面积和数量变化

Table 1 The number and area variation of glacial lakes in different sub-catchments in Koshi River basin

流域名称 The name of sub-catchments	1960s		2010s		消失冰湖 Disappeared glacial lake		新生冰湖 New glacial lake		冰湖变化 The change of glacial lake	
	面积 Area /km²	数量 Quantity /个	面积 Area /km²	数量 Quantity /个	面积 Area /km²	数量 Quantity /个	面积 Area /km²	数量 Quantity /个	面积 Area /km²	数量 Quantity /个
阿润 Arun	36.58	162	46.28	178	1.19	17	5.45	33	9.70	16
孙科西 Sun Koshi	9.18	27	16.64	27	0.53	4	0.44	4	7.46	0
绒辖曲 Tama Koshi	5.06	30	9.63	41	0.06	1	2.92	12	4.57	11
牛奶河 Dudh Koshi	3.96	20	11.16	44	0.32	5	5.94	29	7.20	24
塔木尔 Tamor	3.93	29	4.58	29	0.61	9	1.48	9	0.65	0
利库科拉 Likhu Khola	0.38	3	0.14	2	0.21	1	/	/	-0.24	-1
合计 Total	59.09	271	88.43	321	2.92	37	16.23	87	29.34	50

由科西河流域冰湖面积变化趋势(图 5)可知,面积先减少后增加的冰湖分布最广,数量最多,共 184 个,且在整个流域内分布最为均匀。由于冰湖整体规模较小,此类冰湖面积变化趋势对科西河流域冰湖总面积变化影响并不显著。其次是消失冰湖,共 65 个,主要分布于流域的中下游以及受地形影响而无法得到冰川融水补给处。面积增加冰湖 64 个,这类冰湖主要分布于冰川末端,大多与母冰川直接相连,如龙巴萨巴湖。新生冰湖 31 个,其分布与面积增加冰湖位置靠近,主要是由于母冰川退缩后在其末端的冰蚀洼地因冰川融水注入而形成。面积先增加后减少再增加冰湖 12 个,主要分布在面积先减少后增加湖泊的前端,且与其有水力联系,相对面积先减少后增加湖泊变化具有滞后性,对周围冰湖变化有一定的调节作用。面积波动强烈冰湖 11 个,主要分布于流域上游,且与下游冰湖通过河网存在水力联系,如 N2799E8822 和 N2827E8715。面积先增加后减少冰湖 8 个,主要分布于消失湖上游,由于冰川退缩和地形的综合作用导致其不再受冰川融水补给,且总体呈萎缩趋势;面积减少冰湖 5 个,主要分布于受地形影响冰川融水补给匮乏的冰川前缘,冰湖趋于萎缩;面积先减少后增加再减少湖泊 5 个,主要分布于面积先减少后增加冰湖前缘,其前期受冰川融水补给,后期因冰川消融退缩缺乏补给而趋于衰退。

综上所述,1960s—2010s 期间科西河流域以面积先减少后增加冰湖最多,但消失冰湖规模普遍较小,且面积增加冰湖和新生冰湖所占比例仅次于面积先减少后增加冰湖,使流域内冰湖总面积经历了先稳定后增加的过程。1980s 以后,流域内冰湖变化以面积增加为主,局部区域冰湖因受补给方式、湖水外泄及地形等因素影响而具有其独特变化特征,其中冰川融水补给和冰湖间的水力联系是其变化的重要驱动因素[28]。

4 讨论

4.1 科西河流域冰湖变化气候成因

目前,冰湖变化与气候变化二者之间仍很难建立定量关系,其原因在于冰湖水量变化不仅与流域降水、湖面蒸发和湖泊出水口径流大小有关,还与冰川融水密切相关,且后者又与气温升降有着直接联系。受资料限制,本文仅从气温、降水和潜在蒸散发角度分析科西河流域气候变化背景,并以此定性探讨冰湖变化与气候变化间的关系。

图 6 为 1960s—2010s 定日和聂拉木气象台站年均温与年平均最高气温和年降水量与年潜在蒸散发量变化状况。显然,定日和聂拉木气象台站年均温与年平均最高气温总体均呈现显著增加的趋势,年均温线性增幅分别为 0.59°C/10a 和 0.25°C/10a,年平均最高气温线性增幅分别为 0.47°C/10a 和 0.33°C/10a,而年平均最高温增加比年均温增加对冰川消融影响更为显著。1970s—1980s,定日和聂拉木气象台站年均温与年平均最高气温均出现下降趋势,且在 1980s 中期出现波谷,进入 1990s 后年均温与年平均最高气温均呈现波动上升趋势,且自 2000s 末期,年均温与年平均最高气温上升趋势均更加显著,这与科西河流域冰湖变化趋势基本一

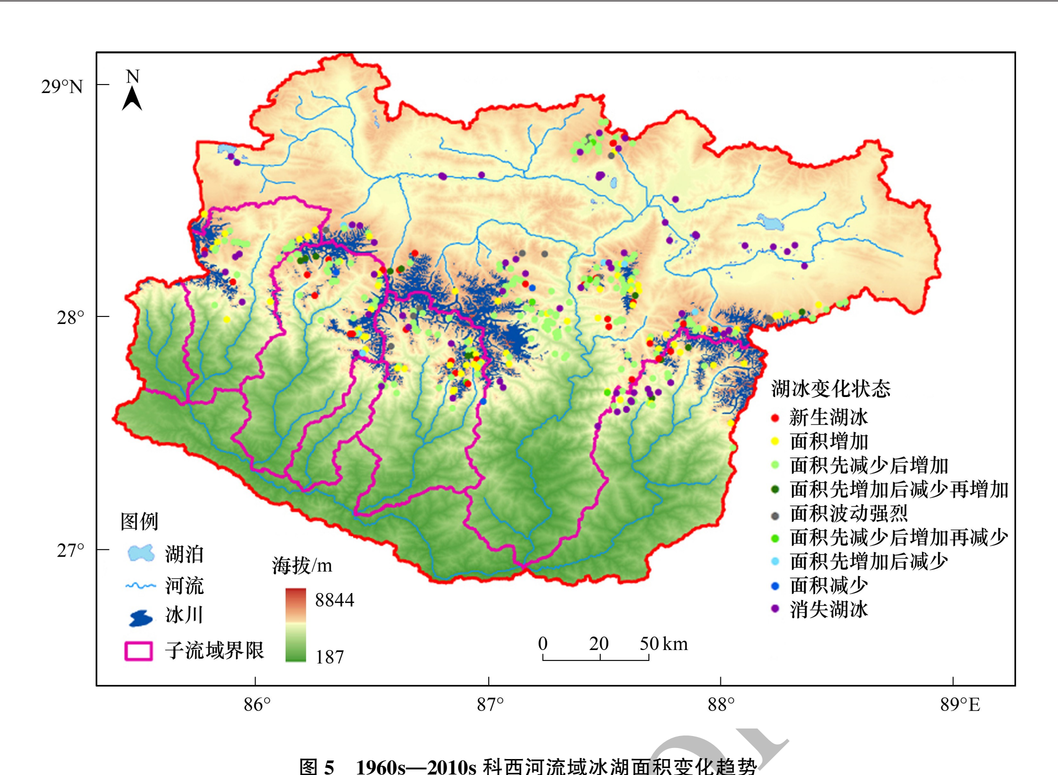


图 5　1960s—2010s 科西河流域冰湖面积变化趋势

Fig.5　Area variation tendency of glacial lakes in Koshi River basin during 1960s—2010s

致。在尼泊尔境内,自 1971 以来,除钱普尔站在 2000s 以后一直处于波动下降趋势外,吉里、丹库塔两个气象台站年均温均呈明显上升趋势,其线性增温率分别为 0.14°C/10a(α = 0.01) 和 0.70°C/10a(α = 0.01),而对于钱普尔站台气温变化趋势,认为是下垫面改变对当地小区域气候造成了影响[21]。

由图 6 可知,定日和聂拉木气象台站记录的年降水量以及年潜在发量变化总趋势存在差异,年降水量线性增幅分别为 1.42 mm/a 和-0.97 mm/a,年潜在蒸发量线性增幅分别为-2.46 mm/a 和 1.17 mm/a。然而,在不同时期又具有相对一致性。进入 1990s 初期的低谷之前,两个气象站台记录的年降水量均呈增加趋势,低谷后均呈现增加趋势但增幅相对较小。此外,吉里、钱普尔和丹库塔 1971—2009 期间年平均降水量线性增幅分别为 10.05 mm/a(α = 0.01),-0.03 mm/a(α = 0.01),-1.40 mm/a(α = 0.01)[21],而珠峰南侧 1970s 中期至 1980s 初期降水较少,1980s 中后期降水较充沛,1992 年降水急剧下降,这与聂拉木气象台站变化趋势一致[32]。

因此,1960s—1980s 科西河流域冰湖呈平稳趋势是气温降低、降水量增加和潜在蒸散发减少综合作用的结果,气温降低使冰湖受冰川融水补给减少,而降水量增加和潜在蒸散发量的减少在一定程度上弥补了冰川融水补给量的减少,使冰湖总面积趋于平稳。1990s—2010s 期间,由于气温显著增加,尤其是年平均最高气温增加导致冰川加速消融,降水量增加和潜在蒸散发量减少促使冰湖迅速扩张。因此,气温升高诱发的冰川退缩是科西河流域冰湖变化的主要驱动因素,而降水量增加和潜在蒸散发量变化对该流域冰湖变化的影响也不容忽视。

4.2　冰川变化对冰湖的影响及其相互作用

冰川融水是科西河流域冰湖补给的主要形式之一。根据科西河流域两期冰川编目数据,1970s 冰川总面积为 3703.68 km^2(2162 条),2010s 初期冰川总面积减少为 2745.36 km^2(2038 条),冰川整体呈显著退缩状态。由冰川面积—冰储量经验公式[33-34]和冰湖面积—库容经验公式[35]计算得到,1970s 和 2010s 科西河流域冰湖总库容分别为 3.18 km^3 和 4.55 km^3,共增加 1.37 km^3,而对应时期的冰川冰储量分别为 349.77 km^3 和 249.33 km^3,共减少 100.44 km^3。可见受地形因素影响,直接补给冰湖的冰川融水所占比例较小(1.36%),大多冰川融水经河道进入河流水循环系统。

图 6 1960s—2010s 定日和聂拉木气象台站年均温、年平均最高温、年降水量和年潜在蒸散发量变化

Fig.6 The variation of annual mean temperature, annual mean maximum temperature, annual precipitation and potential annual evaporation in Tingr and Nyalam meteorological stations during 1960s—2010s

为探讨冰湖扩张(或萎缩)与冰川变化作用机制,对冰湖与冰川间的空间位置关系分析发现,冰川变化与冰—湖距离密切相关。本文选取冰川规模、朝向、海拔、坡度相近且冰—湖距离为0的冰川与冰—湖距离非0的冰川进行比较(图7),通过对所选取的8组16条典型冰川面积变化分析发现,冰—湖距离为0的冰川普遍比冰—湖距离非0冰川面积变化迅速。其中,8个冰—湖距离为0的冰川年平均变化速率为-0.46%/a,而8个冰—湖距离非0冰川年平均变化速率为-0.36%/a。当冰湖与冰川末端相接(即冰—湖距离为0)时,冰川消融为冰湖扩张提供了空间和物质来源,而冰湖和冰川间温差使湖泊—冰川交界面的冰舌部分快速融化,加速冰川退缩[36]。此外,湖水与风作用对水线附近冰川物理侵蚀导致冰川部分崩塌融入冰湖也加速冰川消融[37]。因此,冰—湖距离为0时的冰川和冰湖对气候变化敏感性更高且对与其有关的各种反馈具有放大作用,这类冰湖在母冰川强烈消融期间,下渗水润滑冰床,常发生大规模的冰崩,导致冰湖溃决洪水发生机率相比同等条件下冰—湖距离非0的冰湖更大,应给予更多关注。

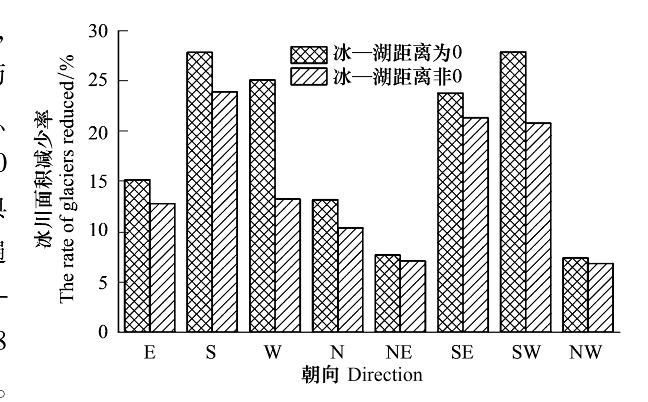


图 7 科西河流域不同冰—湖距离冰川变化比较

Fig.7 Comparison of glaciers of different glacier-lake distance in Koshi River basin

5 结论

(1)近 50 年来科西河流域冰湖整体经历了“先平稳后扩张”的过程。1960s 至 1980s 期间科西河流域冰湖整体处于平稳状态,冰湖总数量减少 37 个(13.65%),但总面积无显著变化;1980s 至 2010s,科西河流域冰湖整体趋于迅速扩张状态,冰湖总面积由 59.29 km^2增加为 88.43 km^2,增幅达 29.14 km^2(49.15%),且 2000s 以后冰湖扩张速率明显增大,为 1.35 km^2/a。

(2)科西河流域冰湖规模分布具有数量以面积小于 0.25 km^2的小冰湖(占总数量的 74.45%)为主,面积则以大于 1 km^2和介于 0.05—0.25 km^2的冰湖(占总面积的 64.18%)为主的特征。冰湖集中分布于海拔 5000—5500 m,分别占总面积和总数量的61.43%、51.71%。各子流域除利库科拉(Likhu Khola)河流域冰湖数量和面积有所减少外均呈增加趋势,且阿润(Arun)流域冰湖变化最大,占科西河流域冰湖面积总变化的 33.06%。

(3)气候变化及其引发的冰川退缩是科西河流域 1980s 之后冰湖扩张的根本原因。需要指出的是,冰川退缩和冰川融水在为冰湖演化提供空间和物质来源的同时,冰湖也对冰川变化具有很强的反馈作用,即在一定程度上加速了冰川退缩及增强了伴生的潜在冰川灾害风险(如冰崩)。

(4)目前关于兴都库什—喜马拉雅山地区冰湖及潜在风险研究已引起国际学术界的广泛关注,但不同学者的研究结果往往具有不一致性,这取决于对一些基本问题的解决,如冰湖的界定及类型划分、冰湖编目标准的制订、潜在危险冰湖评价指标体系的区域适用性等。

参考文献(References):

[1] Cook S J, Quincey D J. Estimating the volume of Alpine glacial lakes. Earth Surface Dynamics Discussions, 2015, 3(3): 909-940.

[2] 姚治君, 段瑞, 董晓辉, 余成群. 青藏高原冰湖研究进展及趋势. 地理科学进展, 2010, 29(1): 10-14.

[3] Yi G H, Deng W, Li A N, Zhang T B. Response of lakes to climate change in Xainza Basin Tibetan Plateau using multi-mission satellite data from 1976 to 2008. Journal of Mountain Science, 2015, 12(3): 604-613.

[4] Yao T D. Glacial fluctuations and its impacts on lakes in the southern Tibetan Plateau. Chinese Science Bulletin, 2010, 55(20): 2071-2071.

[5] 鲁安新, 姚檀栋, 王丽红, 刘时银, 郭治龙. 青藏高原典型冰川和湖泊变化遥感研究. 冰川冻土, 2005, 27(6): 783-792.

[6] Richardson S D, Reynolds J. An overview of glacial hazards in the Himalayas. Quaternary International, 2000, 65-66: 31-47.

[7] Mool P K, Wangda D, Bajracharya S R, Kunzang K, Gurung D R, Joshi S P. Inventory of Glaciers, Glacial Lakes and Glacial Lake Outburst Floods: Monitoring and Early Warning Systems in the Hindu Kush-Himalayan Region, Bhutan. International Centre for Integrated Mountain Development, Mountain Environment and Natural Resources' Information Systems, 2001.

[8] Allen S K, Rastner P, Arora M, Huggel C, Stoffel M. Lake outburst and debris flow disaster at Kedarnath, June 2013: hydrometeorological triggering and topographic predisposition. Landslides, 2015, 13(6): 1479-1491.

[9] Das S, Kar N S, Bandyopadhyay S. Glacial lake outburst flood at Kedarnath, Indian Himalaya: a study using digital elevation models and satellite images. Natural Hazards, 2015, 77(2): 769-786.

[10] Jain S K, Lohani A K, Singh R D, Chaudhary A, Thakural L N. Glacial lakes and glacial lake outburst flood in a Himalayan basin using remote sensing and GIS. Natural Hazards, 2012, 62(3): 887-899.

[11] Jain S K, Sinha R K, Chaudhary A, Shukla S. Expansion of a glacial lake, Tsho Chubda, Chamkhar Chu Basin, Hindukush Himalaya, Bhutan. Natural Hazards, 2015, 75(2): 1451-1464.

[12] Westoby M J, Glasser N F, Hambrey M J, Brasington J, Reynolds J M, Hassan M A A M. Reconstructing historic Glacial Lake outburst floods through numerical modelling and geomorphological assessment: Extreme events in the Himalaya. Earth Surface Processes & Landforms, 2014, 39(12): 1675-1692.

[13] Cenderelli D A, Wohl E E. Flow hydraulics and geomorphic effects of glacial-lake outburst floods in the Mount Everest region, Nepal. Earth Surface Processes and Landforms, 2003, 28(4): 385-407.

[14] Osti R, Egashira S. Hydrodynamic characteristics of the Tam Pokhari Glacial Lake outburst flood in the Mt. Everest region, Nepal. Hydrological Processes, 2009, 23(20): 2943-2955.

[15] 姚晓军, 刘时银, 孙美平, 张秀娟. 20 世纪以来西藏冰湖溃决灾害事件梳理. 自然资源学报. 2014, 29(8): 1377-1390.

[16] Westoby M J, Brasington J, Glasser N F, Hambrey M J, Reynolds J M, Hassan M A A M. Numerical modelling of glacial lake outburst floods using physically based dam-breach models. Earth Surface Dynamics Discussions, 2014, 2(1): 477-533.

[17] Kargel J S, Leonard G J, Shugar D H, Haritashya U K, Bevington A, Fielding E J, Fujita K, Geertsema M, Miles E S, Steiner J, Anderson E, Bajracharya S, Bawden G W, Breashears D F, Byers A, Collins B, Dhital M R, Donnellan A, Evans T L, Geai M L, Glasscoe M T, Green D, Gurung D R, Heijenk R, Hilborn A, Hudnut K, Huyck C, Immerzeel W W, Liming J, Jibson R, Kääb A, Khanal N R, Kirschbaum D, Kraaijenbrink P D, Lamsal D, Shiyin L, Mingyang L, McKinney D, Nahirnick N K, Zhuotong N, Ojha S, Olsenholler J, Painter T H, Pleasants M, Pratima K C, Yuan Q I, Raup B H, Regmi D, Rounce D R, Sakai A, Donghui S26, Shea J M, Shrestha A B, Shukla A, Stumm D, Van Der Kooij M, Voss K, Xin W, Weihs B, Wolfe D, Wu L Z, Yao X J, Yoder M R, Young N. Geomorphic and geologic controls of geohazards induced by Nepal's 2015 Gorkha earthquake. Science, 2016, 351(6269): aac8353.

[18] Yamada T, Sharma C K. Glacier lakes and outburst floods in the Nepal Himalaya. IAHS, 1993, 218: 319-330.

[19] Rajbhandari R, Shrestha A B, Nepal S, Wahid S. Projection of future climate over the Koshi river basin based on CMIP5 GCMs. Atmospheric and Climate Sciences, 2016, 6(2): 190-204.

[20] 邓伟, 张镱锂. 气候变化下 koshi 河流域资源、环境与发展. 成都: 四川科学技术出版社, 2014: 1-190.

[21] 祁威, 张镱锂, 高俊刚, 杨续超, 刘林山, Khanal N R. 1971-2009 年珠穆朗玛峰地区尼泊尔境内气候变化. 地理学报, 2013, 68(1): 82-94.

[22] 刘时银, 姚晓军, 郭万钦, 许君利, 上官冬辉, 魏俊锋, 鲍伟佳, 吴立宗. 基于第二次冰川编目的中国冰川现状. 地理学报, 2015, 70(1): 3-16.

[23] McFeeters S K. The use of normalized difference water index (NDWI) in the delineation of open water features. International Journal of Remote Sensing, 1996, 17(7): 1425-1432.

[24] 骆剑承, 盛永伟, 沈占锋, 李均力, 郜丽静. 分步迭代的多光谱遥感水体信息高精度自动提取. 遥感学报, 2009, 13(4): 610-615.

[25] 李均力, 盛永伟, 骆剑承, 沈占峰. 青藏高原内陆湖泊变化的遥感制图. 湖泊科学, 2011, 23(3): 311-320.

[26] 王媛, 吴立宗, 许君利, 刘时银. 1964-2010 年青藏高原长江源各拉丹冬地区冰川变化及其不确定性分析. 冰川冻土, 2013, 35(2): 255-262.

[27] Allen R G, Pereira L S, Raes D. Crop Evapotranspiration-Guidelines for Computing Crop Water Requirements. FAO Irrigation and Drainage Paper 56. Rome: FAO, 1998.

[28] 姚晓军, 刘时银, 李龙, 孙美平, 罗晶, 冯娅娅. 近 40 年可可西里地区湖泊时空变化特征. 地理学报, 2013, 68(7): 886-896.

[29] 王欣, 刘时银, 莫宏伟, 姚晓军, 蒋宗立, 郭万钦. 我国喜马拉雅山区冰湖扩张特征及其气候意义. 地理学报, 2011, 66(7): 895-904.

[30] 高晓, 吴立宗, Mool P K. 基于遥感和 GIS 的喜马拉雅山科西河流域冰湖变化特征分析. 冰川冻土, 2015, 37(3): 557-569.

[31] Wang S J, Zhang T. Spatial change detection of glacial lakes in the Koshi River Basin, the Central Himalayas. Environmental Earth Sciences, 2014, 72(11): 4381-4391.

[32] 杨续超, 张镱锂, 张玮, 阎宇平, 王兆锋, 丁明军, 除多. 珠穆朗玛峰地区近 34 年来气候变化. 地理学报, 2006, 61(7): 687-696.

[33] Grinsted A. An estimate of global glacier volume. The Cryosphere, 2013, 7(1): 141-151.

[34] Radić V, Hock R. Regional and global volumes of glaciers derived from statistical upscaling of glacier inventory data. Journal of Geophysical Research, 2010, 115(F1): F01010.

[35] 姚晓军, 刘时银, 魏俊锋. 喜马拉雅山北坡冰碛湖库容计算及变化——以龙巴萨巴湖为例. 地理学报, 2010, 65(11): 1381-1390.

[36] 车涛, 李新, Mool P K, 许建初. 希夏邦马峰东坡冰川与冰川湖泊变化遥感监测. 冰川冻土, 2005, 27(6): 801-805.

[37] Gardelle J, Arnaud Y, Berthier E. Contrasted evolution of glacial lakes along the Hindu Kush Himalaya mountain range between 1990 and 2009. Global and Planetary Change, 2011, 75(1/2): 47-55.